



E/CONF.39/L/166

24 Oct. 1962

ORIGINAL : RUSSIAN

**КОНФЕРЕНЦИЯ ОРГАНИЗАЦИИ ОБЪЕДИНЕННЫХ НАЦИЙ
ПО ВОПРОСУ О ПРИМЕНЕНИИ НАУЧНЫХ И ТЕХНИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ
ДЛЯ УДОВЛЕТВОРЕНИЯ ПОТРЕБНОСТЕЙ МЕНЕЕ РАЗВИТЫХ РАЙОНОВ**

ПУНКТ ПОВЕСТКИ ДНЯ: А.3.3

УКРАИНСКАЯ ССР

**ИЗУЧЕНИЕ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В УСЛОВИЯХ АРИДНЫХ
РАЙОНОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАДИОАКТИВНЫХ ИЗОТОПОВ И
ЭЛЕКТРОМОДЕЛИРОВАНИЯ**

Составили А. Е. БАБИНЕЦ, доктор геолого-минералогических наук,
С. Т. ЗВОЛЬСКИЙ, кандидат физико-математических наук,
В. И. ЛЯЛЬКО, мл. и. с. Института
геологических наук АН УССР

Документы, составленные для Конференции Организации Объединенных Наций по вопросу о применении научных и технических знаний для удовлетворения потребностей менее развитых районов, служат в качестве рабочих документов для этой Конференции. Они опубликованы в том виде, в каком были представлены их составителями, и их содержимое и выраженные в них мнения принадлежат их составителям (см. примечания на оборотной стороне).

ПРИМЕЧАНИЯ

1. Документы, включенные в число материалов, принятых для обсуждения на общих сессиях, будут в распоряжении делегатов Конференции на следующих официальных языках Организации Объединенных Наций: русском, английском, испанском и французском.

2. Документы, включенные в число материалов, принятых для обсуждения на специализированных сессиях, будут в распоряжении делегатов Конференции только на одном из этих официальных языков.

3. Резюме всех документов в том виде, в каком они были представлены их составителями, будут в распоряжении делегатов Конференции на следующих официальных языках Организации Объединенных Наций: русском, английском, испанском и французском.

4. До открытия Конференции документы и резюме не будут выпущены для общего распространения. Они будут опубликованы заблаговременно только в ограниченном числе экземпляров и исключительно для правительственных делегаций и других правомочных участников. Последующие опубликование и рассылка трудов Конференции будут обеспечены в соответствии с практикой Организации Объединенных Наций, как это установлено ее Издательским комитетом.

**ИЗУЧЕНИЕ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В УСЛОВИЯХ АРИДНЫХ
РАЙОНОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАДИОАКТИВНЫХ ИЗОТОПОВ И
ЭЛЕКТРОМОДЕЛИРОВАНИЯ**

Андрей Евтихьевич БАБИНЕЦ - доктор геолого-минералогических наук, заведующий отделом гидрогеологических проблем Института геологических наук АН УССР;

Станислав Тимофеевич ЗВОЛЬСКИЙ - кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник отдела гидрогеологических проблем Института геологических наук АН УССР;

Вадим Иванович ДЯЛКО - младший научный сотрудник отдела гидрогеологических проблем Института геологических наук АН УССР.

Количественная оценка региональных естественных ресурсов подземных вод, служащих в условиях аридных районов часто единственным источником питьевого и хозяйственного водоснабжения, является одной из важнейших задач гидрогеологии, и имеет большое практическое значение.

В связи с освоением засушливых районов в СССР, широким развитием оросительных систем и водохранилищ в формировании ресурсов подземных вод аридных территорий проявляются специфические черты, заключающиеся в значительном влиянии на их режим, состав и ресурсы искусственных факторов. Эта особенность требует использования специальных методов количественной оценки современных ресурсов подземных вод и прогноза их изменений в будущем.

Существующие методы подсчета естественных ресурсов подземных вод на больших территориях могут быть объединены в две группы: гидродинамические и балансовые, к последним относится также гидрологический метод выделения подземного стока на гидрографе рек.

Использование на практике такого метода, как например, метод конечных разностей предложенный Г.Н.Каменским, для больших территорий со сложными граничными контурами является трудно решаемой задачей. Применение же балансовых методов для оценки и прогноза изменения региональных ресурсов ограничено, в связи с трудностями определения отдельных членов уравнения, общее количество которых может достигать двадцати.

Метод генетического расчленения речного гидрографа в усло-

виях аридной зоны также не всегда приемлем. во-первых, вследствие частого отсутствия постоянных поверхностных водотоков и, во-вторых, из-за имеющего место нарушения естественного гидрологического режима искусственными факторами.

При оценке общих естественных ресурсов артезианских бассейнов в засушливой зоне СССР, нами учитывалось питание приходящее на зеркало подземных вод по всей площади распространения водоносного горизонта, а также приток поступающий по контуру питания.

Нам удалось установить, что по всей площади артезианского бассейна, несмотря на развитие мощных толщ покровных практически водонепроницаемых суглинков и глин, происходит пополнение его ресурсов. Указанный процесс может быть объяснен термоградиентным механизмом динамики влаги, возникающим вследствие происходящих изменений температурного и влажностного полей в породах зоны аэрации. В данном случае при продвижении влаги с поверхности в горизонту грунтовых вод, движущей силой являются не внешние гравитационные силы, обуславливаемые различием термовлажностных градиентов пород в массиве. В основе такого рода представлений лежат исследования академика А.В.Лыкова, которым доказано, что любое изменение температурного или влажностного градиентов во влажных капиллярно пористых телах (именно такими и являются глинистые грунты зоны аэрации) вызывает возникновение потока влаги, направленного в сторону действия этого градиента.

В зависимости от того, в какой форме находится влага в породе для расчета интенсивности ее переноса следует применять ту или иную формулу, соответствующую характеру сил, обеспечивающих указанный влагоперенос. Например, для естественных влажностей, меньших влажности максимальной молекулярной влагоемкости ($W_{\text{всм}} < W_{\text{нмк}}$), для которых основными движущими силами являются внутренние (сорбционные, капиллярные) и тепловые силы, количественный расчет миграционного потока влаги в условиях одномерной задачи через элементарную площадку может быть произведен по формуле;

$$q = -\alpha' \gamma \left(\frac{\partial W}{\partial z} + \delta \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (I)$$

- где q - интенсивность вертикального потока влаги (начало координат расположено на поверхности земли), г/см².сек;
- α' - коэффициент потенциалопроводности, характеризующий способность влаги передвигаться под действием градиента влажности ($\frac{\partial W}{\partial z}$), см²/сек;
- δ - коэффициент термовлагопроводности, характеризующий способность влаги передвигаться в породах под действием градиента температуры ($\frac{\partial T}{\partial z}$), $\frac{I}{\text{град}}$;

γ - объемный вес скелета породы, г/см³.

В случае же, когда порода неводонасыщена, но ее естественная влажность превышает максимальную молекулярную влагоемкость ($W_{\text{нмк}} < W_{\text{всм}} < W$), на движение воды существенное влияние начинают оказывать внешние гравитационные силы, взаимодействующие с силами капиллярного притяжения. Критерием учета влияния гравитационных сил на движение влаги в ненасыщенных породах может служить отношение: $\frac{H}{H_{\text{кап}}} \ll 1$,

где H - мощность зоны аэрации, $H_{\text{кап}}$ - высота капиллярного поднятия. Отсюда видно, что пренебрегать силами гравитации можно лишь для зон аэрации, сложенных глинами или тяжелыми суглинками. В этих случаях расчет интенсивности мигрирующей влаги независимо от степени влаго-

насыщения (по при $W_{\text{вст}} < W_n$) можно всегда производить по формуле I.

В тех же случаях, когда мощность зоны аэрации больше или сопоставима с мощностью капиллярной каймы и влажность породы находится выше пределов $W_{\text{нпк}}$, следует учитывать нисходящую фильтрацию воды под действием гравитационных сил и термоперенос влаги под влиянием температурного поля. Для условий одномерной задачи интенсивность влагопереноса через элементарную площадь выразится формулой:

$$q = \kappa \gamma_w c - \alpha' \gamma_w \delta \frac{\partial T}{\partial z} \quad (\Pi)$$

где κ — коэффициент фильтрации, см/сек;

γ_w — объемный вес воды, г/см³.

$c = \frac{W_{\text{вст}} - W_{\text{нпк}}}{W_n - W_{\text{нпк}}}$ коэффициент, учитывающий степень заполнения пор просачивающейся гравитационной влагой;

Методика расчета интенсивности влагопереноса сводится к измерениям влажности и температуры пород через определенный интервал глубины круглогодично или по отдельным сезонам и расчету полученных данных по формуле I (при $W_{\text{вст}} < W_{\text{нпк}}$) или по формуле II (при $W_{\text{нпк}} < W_{\text{вст}} < W_n$). Величина годового поступления влаги на уровень подземных вод представляет собой алгебраическую сумму разовых интенсивностей влагопереноса, измеренных в течение года.

По району исследований коэффициенты α' и δ определяются экспериментально для различных типов пород и для них устанавливается зависимость от влажности и плотности пород.

Температурный режим пород в зоне аэрации нами изучался с помощью термометров сопротивления установленных на различной глубине в пределах наиболее характерных участков района.

Для изучения распределения влаги в породах производились круглогодичные наблюдения за влажностью пород зоны аэрации по специально оборудованным скважинам с помощью нейтронного-гамма каротажа. Наблюдательные скважины на местности, располагались таким образом, чтобы они охватывали все характерные геоморфологические элементы, могущие повлиять на формирование подземного стока.

Многолетний опыт Института геологических наук АН УССР подтверждает высокую эффективность проведения режимных наблюдений влажности песчано-глинистых осадочных пород методами нейтронного-гамма и гамма-гамма каротажа с использованием полониево-бериллиевого источника нейтронов и кобальтового источника гамма-излучения.

Применение радиоактивных методов упрощает получение необходимых характеристик влажности пород в массиве, позволяет значительно повысить точность измерений и производить эти измерения в одних и тех же точках массива в течение длительного времени.

Количественная оценка влажности пород методом нейтронного-гамма каротажа может основываться на допущении линейной зависимости между скоростью счета нейтронного-гамма излучения J_{ng} и логарифмом общего водосодержания пород W , включающего все формы прочно и рыхло связанной воды. Соотношение для определения общей влажности грунта в этом случае имеет вид

$$J_{ng} = a - \lambda \lg W \quad (\text{III})$$

где a и λ — постоянные величины, зависящие от условий измерения в скважине.

Для интерпретации измерений по уравнению (III) обычно строится калибровочная кривая. При этом постоянные α и λ определяются экспериментально путем попарно-последовательной подстановки в это уравнение значений общей влажности и соответствующих им скоростей счета нейтронного-гамма излучения, измеренных в пластах, резко отличных по своим нейтронным свойствам.

Задаваясь различными значениями общей влажности пород при определенных для наших условий измерения значениях α и λ из уравнения (III) получают скорости счета нейтронного-гамма излучения соответствующие заданным влажностям. На основании таких вычислений для выбранных условий измерения строится калибровочная кривая.

При построении калибровочной кривой следует помнить, что в начале и в конце интервала возможных изменений влажности пород ($0-1 \text{ г/см}^3$) уравнение III описывает влажность пород слишком приближенно.

В последние годы некоторые авторы предлагают пользоваться иным соотношением между скоростью счета нейтронного-гамма излучения и общей влажностью пород, утверждая возможность применения его для более широкого интервала изменения влажности пород. Это соотношение записывается:

$$\ln J_{\gamma} = \alpha - \kappa W \quad (IV)$$

где α и κ — постоянные величины, зависящие от условий измерения в скважине.

Общая влажность пород связана с их естественной влажностью $W_{\text{ест}}$ соотношением:

$$W_0 = W_{\text{ест}} + \alpha \gamma \quad (V)$$

где α — содержание в исследуемых грунтах химически связанной и кристаллизационной воды, выраженное в долях объемного веса твердой фракции грунта в естественном залегании

В практике полевых измерений обычно измеряют объемный вес грунта в естественном залегании ρ , который связан с его γ соотношением:

$$\rho = \gamma + W_{\text{ест}} \quad (VI)$$

Содержание химически связанной и кристаллизационной воды в изучаемых грунтах определяется для типичных грунтов в термических лабораториях.

В породах с высоким хлоридным засолением расчет естественной влажности должен производиться с учетом захвата части нейтронов ядрами хлора. При расчетах естественной влажности пород следует от общего влагосодержания отнимать величину химически связанной и кристаллизационной воды.

Предлагаемый метод расчета количества влаги, приходящей на уровень грунтовых вод через сравнительно иссушенные породы зоны аэрации может быть использован для определения приходной части баланса грунтовых вод при региональной оценке их естественных ресурсов в условиях аридных районов.

Преимущество этого метода заключается в значительном сокращении объема разведочных и лабораторных работ в связи с использованием метода радиоактивных изотопов для определения влажности пород и заложением режимных радиоскаротажных скважин лишь на типовых по формированию подземного стока гидрогеолого-геоморфологических участках.

Полученные по вышеприведенной методике величины интенсивности поступления влаги на уровень грунтовых вод используются для построения карты инфильтрации, в основу которой ложится естественное районирование территории по общности условий формирования подземного стока. Такая карта используется для оценки той части естественных ресурсов водоносного комплекса, которые обеспечиваются поступлением влаги на уровень грунтовых вод.

Для определения общей величины региональных естественных ресурсов подземных вод района помимо карт инфильтрации требуются: карты изолиний естественных уровней подземных вод, карты водопроницаемости пород и схемы дренированности исследуемого водоносного комплекса.

Оценка естественных ресурсов подземных вод района до ввода в строй гидротехнических сооружений производится графо-аналитическим способом по расчетам естественных расходов на контуре питания и разгрузки, определяемых по картам изолиний уровней, инфильтрации и картам водопроницаемости пород.

Прогноз изменения естественных ресурсов подземных вод и вспомогательные построения, связанные с корректировкой карты водопроницаемости выполняются с привлечением метода электрогидродинамических аналогий (ЭГДА).

Как показали проведенные нами исследования, модель можно выполнить плоской, если воспользоваться водопроницаемостями. Для этого она готовится на электропроводной бумаге различного электросопротивления, соответствующего зонам различной естественной водопроницаемости пород. При этом сопротивления зон модели подбираются исходя из соотношения:

$$n = \frac{1}{k_0 \rho_1} = \frac{1}{k_0 \rho_2} = \dots = \frac{1}{k_0 \rho_n} \quad (\text{УП})$$

где n — коэффициент физического подобия модели натуре;
 k_0 — коэффициент водопроницаемости;
 ρ — удельное сопротивление электропроводной бумаги.

Напорные условия водоносного комплекса обеспечиваются при моделировании путем подачи электрических потенциалов на шины, охватывающие модель по контурам питания и разгрузки. Экстремальные условия отметки изолиний уровней подземных вод принимаются соответственно за 100% и 0%. Промежуточные отметки уровней воды вычисляются в процентах от максимального в виде т. наз. приведенных потенциалов отдельно для напорного и безнапорного участков по формулам:

$$H_{2\delta} = \frac{H^2 - H_{\min}^2}{H_{\max}^2 - H_{\min}^2} \quad (\text{VIII a}); \quad H_{2H} = \frac{H - H_{\min}}{H_{\max} - H_{\min}} \quad (\text{УШ в})$$

H — условная отметка уровня подземных вод в любой точке;
 $H_{\max}$ — максимальный уровень подземных вод в пределах моделируемой территории (контур питания);
 $H_{\min}$ — минимальный уровень подземных вод в пределах моделируемой территории (контур разгрузки).

В случае, когда моделируется безнапорно-напорная фильтрация является функция, известная как приведенный потенциал Гирин-

$$\varphi_2 = \frac{\varphi - \varphi_1}{\varphi_1 - \varphi_2}$$

(IX)

где	$\Psi = -\frac{\kappa H^2}{2}$	—	для безнапорного движе-
и	$\Psi = \frac{\kappa}{2} T (T - 2H)$	—	ния, для напорного движения.

H — напор или глубина потока; T — мощность водоносного горизонта; κ — коэффициент фильтрации; Ψ_1 и Ψ_2 — значения приведенного потенциала по контурам модели.

С целью более полного выявления и корректировки значений водопроводимостей может быть применена разработанная в Институте геологических наук АН УССР методика, использующая связь, существующую между элементами гидродинамической сетки подземных вод, водопроводимостями водовмещающих пород и инфильтрационным поступлением воды в горизонт. При этом гидродинамическая сетка, как более достоверная, принимается за основу, а выясненные с помощью режимных измерений температуры и влажности пород зоны аэрации, обработанные по методам теории общего тепломассообмена, величины инфильтрации наряду с отдельными значениями водопроводимостей используются как для взаимной корректировки, так и для вычислений значений водопроводимостей по другим ячейкам гидродинамической сетки. При построении последней используется карта изолиний уровней подземных вод территории до ввода в строй гидротехнических сооружений. Линии тока подземных вод получаются с помощью электрического моделирования.

В результате проведенных опытов строится гидродинамическая сетка по водоносному горизонту после ввода в строй гидротехнических сооружений и производится гидрогеологическое районирование территории по общности гидродинамических условий. По контурам выделенных таким образом генетических гидродинамических участков рассчитывается расход подземных вод, связанный с величинами сил тока в соответствующих участках модели следующей зависимостью:

$$Q = \frac{H}{n \cdot U} J \quad (X)$$

где H — действующий напор в водоносном горизонте в пределах моделируемого участка;
 U — разность потенциалов на модели;
 n — коэффициент физического подобия модели натуре.

Оценка распределения естественных расходов по территории производится по ячейкам гидродинамической сетки, согласно формуле (X).

Изложенная методика экспериментальных исследований была использована для изучения естественных ресурсов подземных вод района между реками Днепр-Молочная, расположенного в засушливой степной зоне юга Украины, где отсутствуют постоянные поверхностные водотоки и подземные воды являются главным источником питьевого водоснабжения.

Общим для всей территории является наличие сверху мощной (до 20-30 м) толщи лессовидных суглинков четвертичного возраста. Под четвертичными образованиями здесь залегают известняки, пески и песчаники киммерий-куяльницкого и понт-мэотического ярусов. Подстилающие породы верхнего и среднего сармата представлены обычно известняками и песками, а нижнего сармата — глинами. Еще глубже лежат пески и песчаники тортона и песчано-глинистые и карбонатные отложения палеогенового и мелового возраста.

Для всей толщи осадочных пород района, относящегося к северо-восточному склону Причерноморской впадины, характерно падение пластов с севера на юг и увеличение мощности отложений в этом же направлении.

В силу высокой водообильности, неглубокого залегания и хорошего

качества вод главным источником водоснабжения района является единый гидродинамически связанной водоносный горизонт, содержащийся в трещиноватых известняках и песках понт-мэотис - сарматского возраста, именуемый основным неогеновым водоносным комплексом.

При исследованиях была поставлена задача оценить величину и дать прогноз изменения ресурсов (под влиянием Каховского водохранилища) основного неогенового водоносного комплекса - как главного источника водоснабжения района.

Весь комплекс выполненных работ количественно показал, что в общем по территории имеются благоприятные условия для расширения водоснабжения за счет подземных вод.

Общие естественные ресурсы основного неогенового водоносного комплекса состоят примерно на одну треть из расхода потока, поступающего от основного контура питания и на две трети представлены влагой поступающей на уровень подземных вод через покровные глинистые породы.

Ввод в строй Каховского водохранилища увеличил общие естественные ресурсы подземных вод исследуемого комплекса примерно на одну треть, вследствие чего степень их эксплуатационного использования уменьшилась от 28% до 22%.

